GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA
PAPER 89-16

ISOSTATIC AND ENHANCED ISOSTATIC GRAVITY ANOMALY MAPS OF THE ARCTIC

L.W. Sobczak
J.F. Halpenny

1990

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada

Canada

THE ENERGY OF OUR RESOURCES

THE POWER OF OUR IDEAS

91-04647/

GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA
PAPER 89-16

ISOSTATIC AND ENHANCED ISOSTATIC GRAVITY ANOMALY MAPS OF THE ARCTIC

L.W. Sobczak
J.F. Halpenny

1989

© Minister of Supply and Services Canada 1989

Available in Canada through

authorized bookstore agents and other bookstores

or by mail from

Canadian Government Publishing Centre
Supply and Services Canada
Ottawa, Canada K1A 0S9

and from

Geological Survey of Canada offices:

601 Booth Street
Ottawa, Canada K1A 0E8

3303-33rd Street N.W.,
Calgary, Alberta T2L 2A7

A deposit copy of this publication is also available for reference in public libraries across Canada

Cat. No. M44-89/16
ISBN 0-660-55068-7

Price subject to change without notice

Critical readers:
M. Drury
M. Thomas

Original manuscript submitted: 1988-06-08
Final version approved for publication: 1989-02-27

CONTENTS

1	Abstract
1	Introduction
1	Gravity data base
1	Gravity anomalies
3	Total isostatic anomaly corrections
5	Isostatic anomalies
8	Enhanced isostatic anomalies
8	Summary
9	References

Illustrations

in pocket	Map 1738A Isostatic gravity anomaly map of the Arctic
in pocket	Map 1739A Enhanced isostatic gravity anomaly map of the Arctic
2	1. Correlations between average free air and average Bouguer anomalies
4	2. Average isostatic anomalies versus increments of rock equivalent topography
5	3. A large nonzero isostatic anomaly
6	4. Enhanced isostatic anomalies of the polar region
7	5. Profile A-A' across the Canadian polar margin

ISOSTATIC AND ENHANCED ISOSTATIC GRAVITY ANOMALY MAPS OF THE ARCTIC

Abstract

Isostatic and enhanced isostatic gravity anomaly maps have been developed as aids for the interpretation of gravity anomalies with respect to geology. Isostatic gravity anomalies in the Arctic display topographic correlations which have been removed to produce a new type of gravity anomaly map – an enhanced isostatic map. This map enhances local, short-wavelength variations in gravity related to geological structures and eliminates those long-wavelength variations related to topographic, thermal and glacial effects. An enhanced isostatic anomaly map readily outlines active (tectonic) and inactive (stable) areas which can reflect the hydrocarbon potential of a sedimentary basin and indicates regions of young (usually < 100 Ma) oceanic and older (> 100 Ma) continental crust.

INTRODUCTION

A gravity database comprising 355 120 randomly distributed observations was used to generate a 1:6 000 000 scale map showing Bouguer anomalies on land and free-air anomalies offshore for the region north of 64°N latitude (Sobczak et al., in press). The observations are generally accurate to within 5 mGal for ice-free ocean areas and 2 mGal for most land and ice-covered ocean areas. This database has been reduced to 90 095 gridded (10 km interval) observations which have been used to produce separate Bouguer and free-air anomaly maps covering both land and ocean areas. Significant correlations between both Bouguer and free-air anomalies and elevations, or equivalent rock topography in cases of water or ice-capped regions, are noted (Fig. 1). This topographic influence tends to distort and/or obscure geological gravity signatures. For the conterminous United States such effects are largely removed by applying isostatic corrections (Simpson et al., 1986); a resulting isostatic anomaly map has limited correlation with topography. For the Arctic, however, correlations are evident, even between isostatic anomalies and elevation (Fig. 2). This remaining topographic component of the gravity field has been removed from the isostatic anomaly (IA) map to produce a new type of gravity anomaly map, – an enhanced isostatic anomaly map (EIA). Both the isostatic anomaly map and the enhanced isostatic anomaly map for the Arctic region (Maps 1738A and 1739A respectively,) are presented and described in this report.

The merits of the enhanced isostatic anomaly map were discussed briefly by Sobczak and Halpenny (in press). The enhanced isostatic anomaly map enhances variations in gravity related to geological structure, and eliminates those variations related to continental-oceanic crustal boundaries, water-rock interfaces and topography/bathymetry and associated isostatic roots/antiroots. Generally, the enhanced isostatic zero anomaly contour outlines areas of mafic volcanism and intrusion, oceanic or continental crust, and regions that have been tectonically active during the last 100 Ma. Within an oceanic region negative anomalies may indicate older (> 100 Ma) oceanic crust or pieces of continental crust, whereas positive anomalies indicate relatively new oceanic crust (< 100 Ma). Within a continental region, positive anomalies correspond with recently (< 100 Ma) active areas as indicated by mountains, volcanism, intrusions and uncompensated sedimentary loads, whereas negative anomalies indicate stable, older (> 100 Ma) areas and unmetamorphosed sedimentary basins which, in the Arctic, may have hydrocarbon potential.

GRAVITY DATA BASE

Initially, for the Bouguer anomaly map, an interpolation distance of 200 km between known gravity values was used, but this created several anomalous areas where no gravity observations had been made. For example, such areas were found north of the Chukchi Borderland, mountainous terrains of Ellesmere and Devon islands, northern Greenland, and the east and west sides of Iceland. As a result, a smaller (60 km) interpolation distance was used in these maps which removed most of these discrepancies. It created a map with many more holes in it but is a little more representative of the gravity data where gravity and either depth or elevation observations were made. Over the ocean, however, some areas may be covered by gravity observations with no corresponding water depths. This allows a free-air anomaly map to be determined but not a corresponding Bouguer anomaly map. Water depths could be interpolated from existing bathymetric charts to increase the coverage, but this was not done here due to lack of resources. Areas on the map where no gravity observations were made may not be representative of the gravity field.

GRAVITY ANOMALIES

Gravity anomalies were calculated from the following relationships:

free-air anomaly $FA = g_0 - \gamma_0 + Fe$

and Bouguer anomaly $BA = FA - Be$

where g_0 = observed gravity; γ_0 = theoretical gravity; Fe = free-air effect; Be = Bouguer effect.

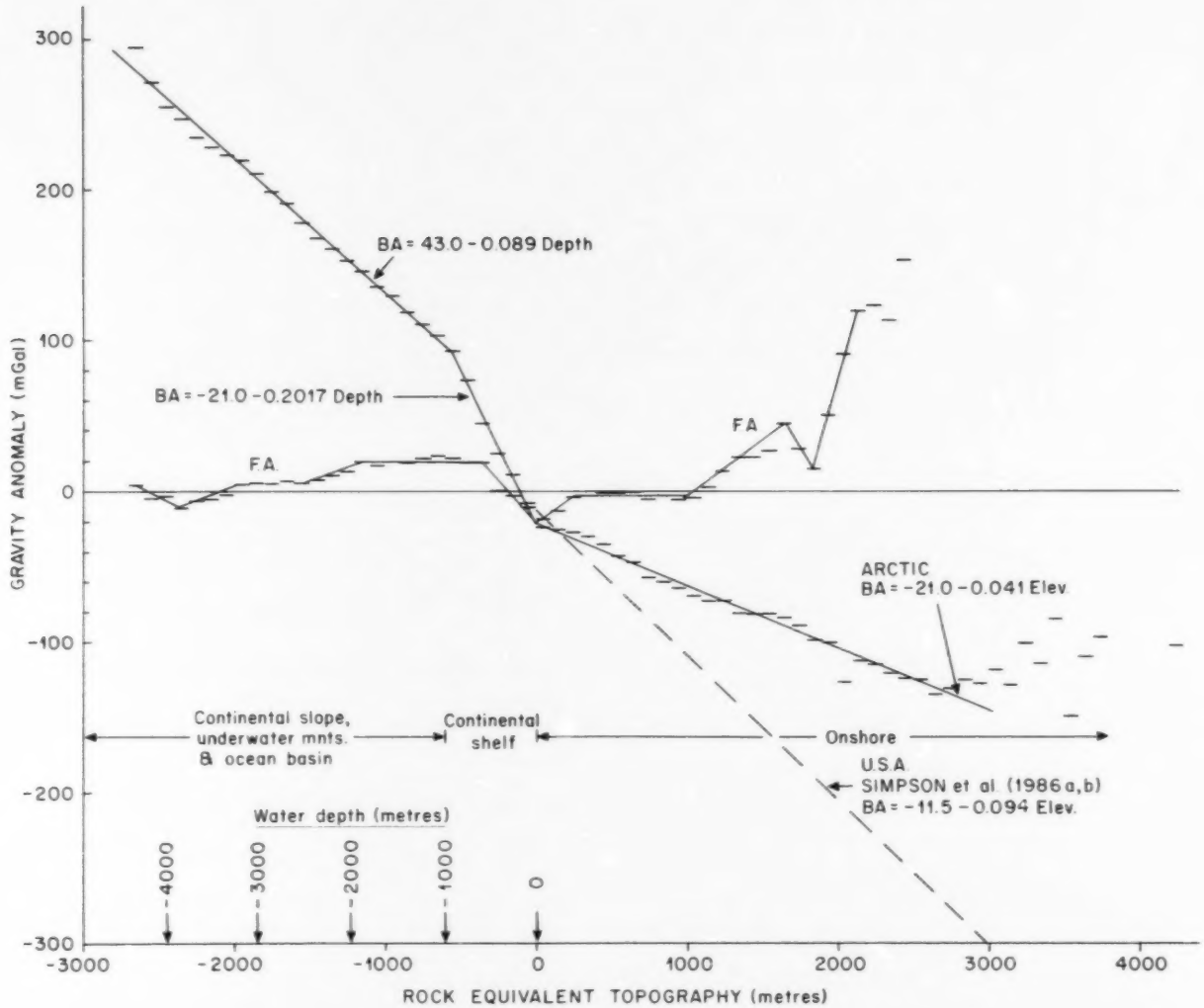

Figure 1. Correlations between average free-air (F.A.) and average Bouguer (BA) anomalies (mGal) and 100 m increments of heights or depths of equivalent rock topography (metres) are shown. Onshore, equivalent rock topography equals the height of land above sea level, except for ice-covered areas of Greenland where the ice (density 0.9 Mg/m^3) is converted to a mass of rock equivalent density of 2.67 Mg/m^3 and added to the height of land. Offshore, water with a density of 1.03 Mg/m^3 is replaced by an equivalent rock topography of density 2.67 Mg/m^3 and depths are given to this rock equivalent surface. Regression lines $y = a+bx$ are shown for Bouguer anomalies for three areas with distinct slopes namely: onshore, $a = -21.0$ and $b = -0.0413$; continental shelf, $a = -21.0$ and $b = -0.2017$; and continental slope and ocean basin, $a = -43.0$ and $b = -0.0890$. For comparison, the regression line for the land conterminous United States taken from Simpson et al. (1986a) is shown for which $a = -11.5$ and $b = -0.0942$.

Observed gravity (g_0) is the value of gravity determined at some field station with respect to a control station. The control station values are based on the International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN 71, Morelli et al., 1974). Theoretical gravity (γ_0) which is a function of latitude (Φ) is based on the Geodetic Reference System 1967 (GRS67, International Association of Geodesy 1971) reference ellipsoid where:

$$\gamma_0 = 978.03185\ (1 + 0.005278895 \sin^2 \Phi + 0.000023462 \sin^4 \Phi)\ \text{Gal}.$$

One Gal is a unit of acceleration equal to 1 cm/s^2. One mGal is a thousandth of a Gal or equal to 10 μm/s^2.

The free-air effect (Fe) is a function of the elevation or depth of the observed station above or below the reference ellipsoid, respectively, which is taken here as mean sea level.

$Fe = (dg/dz)h - (dg/dz - 4\pi G\rho_w)d_w$ where dg/dz is the vertical gradient of gravity equal to 0.3086 mGal/m, h is the station elevation in metres, G the universal constant of gravitation (6.672×10^{-8}m^3 /Mgs^2), ρ_w the density of sea water (1.03 Mg/m^3), and d_w the depth of water for underwater stations only. The Bouguer effect (Be) is a function of the mass above or below the reference ellipsoid. The usual correction for mass, approximately a semi-infinite flat slab whose top and bottom coincides with the station and sea level, respectively, is

$Be = 2\pi G\rho_c h + 2\pi G(\rho_c - \rho_w)d_w + 2\pi G(\rho_c - \rho_i)d_i$ where $2\pi G = 0.04192 \times 10^{-5}$m^3/Mgs^2, ρ_c is the assumed surface crustal density (2.67 Mg/m^3), ρ_i is the assumed density of ice (0.9 Mg/m^3) and d_i is the thickness of ice in metres. Terrain corrections (to account for topographic relief not included in the slab approximation) were made only in the Richardson Mountains.

The various types of gravity anomalies were compared with *rock equivalent topography* to determine the degree of correlation. Rock equivalent topography is obtained by replacing ice or water, where present, by an equivalent mass of rock, density 2.67 g/cm^3, and adding the corresponding rock thickness to the existing topography on land or to the seabottom over the oceans. Mean gravity anomaly values were computed for successive intervals of 100 m elevation, usually containing between 50 and 14 000 gravity observations and plotted against the interval.

Figure 1 shows that the Bouguer anomaly has a strong correlation with elevation, whereas the free-air anomaly has a much more variable and weaker correlation (Sobczak and Halpenny, in press). The free-air anomaly, derived by applying only one elevation-dependant correction (free-air correction) to the original observations, usually is very sensitive to local topography, being relatively positive over local peaks and negative in valleys. Regional topography, however, is generally isostatically compensated and tends to produce a regional free-air field with close to zero values. The Bouguer anomaly, in addition to including the free-air correction, contains a negative correction for the mass or rock above sea level (and a positive correction converting water into rock density 2.67 Mg/m^3 where a water layer is present). As a result, much stronger relationships between Bouguer anomaly and topography were observed. The correlation is related to isostatic compensation at the crust-mantle interface where crustal roots are developed in response to topographic loads.

Compensation concepts (called isostasy) were introduced by Airy (1855) and Pratt (1855). The Airy hypothesis proposed that crustal loads are compensated by crustal roots in much the same way as an iceberg floating in water, whereas the Pratt hypothesis advocated compensation by lateral variations of density within the crust which maintain constant columnar mass down to some equilibrium level. Simpson et al. (1986a, b) and Goodacre et al. (1987) used the Airy model to determine the gravity effect of isostasy. The Goodacre et al. method, used here, concentrates the compensating masses into a thin layer at a depth of 30 km. The gravity effect for these masses is computed over the whole area on a regular grid and is known as the total isostatic anomaly field.

TOTAL ISOSTATIC ANOMALY CORRECTIONS

The merits and variabilities of isostatic correction have been discussed by various authors and are summarized by Simpson et al. (1986a, b). They conclude that the differences in isostatic corrections produced by various models, including the omission of crustal lithospheric strength in distributing compensation, tend to be a small percentage of the total isostatic correction. Here, the elastic parameters of the crust are ignored, the surface topography is reduced to an equivalent layer of rock of density (ρ_c) 2.67 Mg/m^3 and the water layer with a density (ρ_w) of 1.03 Mg/m^3 is condensed to a layer of rock such that $WD \times \rho_w = \rho_c \times ER$, where WD is the water depth and ER is the equivalent rock thickness. The depth to the top of this ER is equal to WD - ER = 0.61423 WD. This rock equivalent topography is placed at a depth of 30 km as a compensating mass and its gravity effect at each grid point is calculated using a weighting function

$$w(r,z) = \frac{1}{2\pi}\left[\frac{z}{(z^2 + r^2)^{\frac{3}{2}}}\right]$$

where z is the depth of compensation and r is the horizontal projection of the distance from the point of compensation to the point being calculated. This weighting is carried out to a distance of 166.7 km. Additional isostatic compensation corrections for the Earth's topography beyond this distance to 180° on a spherical Earth were taken from charts published by Karki et al. (1961). The total isostatic anomaly correction (TIA) at each grid point is equal to

$$TIA = 2\pi G \sum_i h_i \rho_c [w_i(r_i, z)] + KC$$

where KC is the Karki correction and h_i is the elevation in the i^{th} block.

The topography and bathymetry have been gridded at five minute intervals (digitized bathymetric data base, DBDB-5 file) by Francis L. Marchant, Robert R. Murchison, Frederich H. Sorensen, Laverne W. Snodgrass, Oscar B. Eckhoff and Thomas M. Davis of the Bathymetry Division of the United States Naval Oceanographic Office, Stennis Space Centre, Mississippi. The bathymetry corresponds to the GEBCO 5.17 map (Johnson et al., 1979). There was some thought given to digitizing the Perry et al. (1986) map for increased accuracy, but the differences between the two maps for the purpose of computing a total isostatic anomaly correction map, were considered too insignificant to warrant the additional commitment. Thus the DBDB-5 file was used for calculating a rock equivalent topography map used to calculate total isostatic anomaly corrections, although Perry et al. (1986) bathymetry contours are shown on these maps.

The topography of the DBDB-5 file for the Greenland area was modified to accommodate the extensive and very thick (up to 3 km) icecap with an ice density ρ_i equal to 0.9 Mg/m^3. The ice thickness data are from radar-determined, ice-thickness maps provided by the Geodetic Institute of Denmark (Overgaard, 1983). No corrections were made for smaller ice caps such as on Ellesmere and Baffin islands.

Total isostatic anomaly corrections are in excess of 100 mGal over mountainous areas and below −200 mGal over oceanic areas, more or less equivalent in regional magnitudes but opposite in sign to the Bouguer anomaly. The total isostatic anomaly corrections may contain small (<5 mGal, Simpson et al., 1986a), long-wavelength errors for land areas caused by using model parameters different to those used by Karki et al. (1961): Karki et al. used a sea level crustal compensation depth of 30 km and a density contrast of 0.6 Mg/m^3 at the crust-mantle boundary, whereas in the present computations 30 km and 0.4 Mg/m^3 respectively, were used. For the deepest parts of the ocean, these errors may reach 10 mGal (Simpson et al., 1986a). Fortunately, these errors are usually only a small percentage of the large gravity values obtained for Bouguer anomaly and total isostatic anomaly corrections and do not seriously impair the accuracy of these corrections.

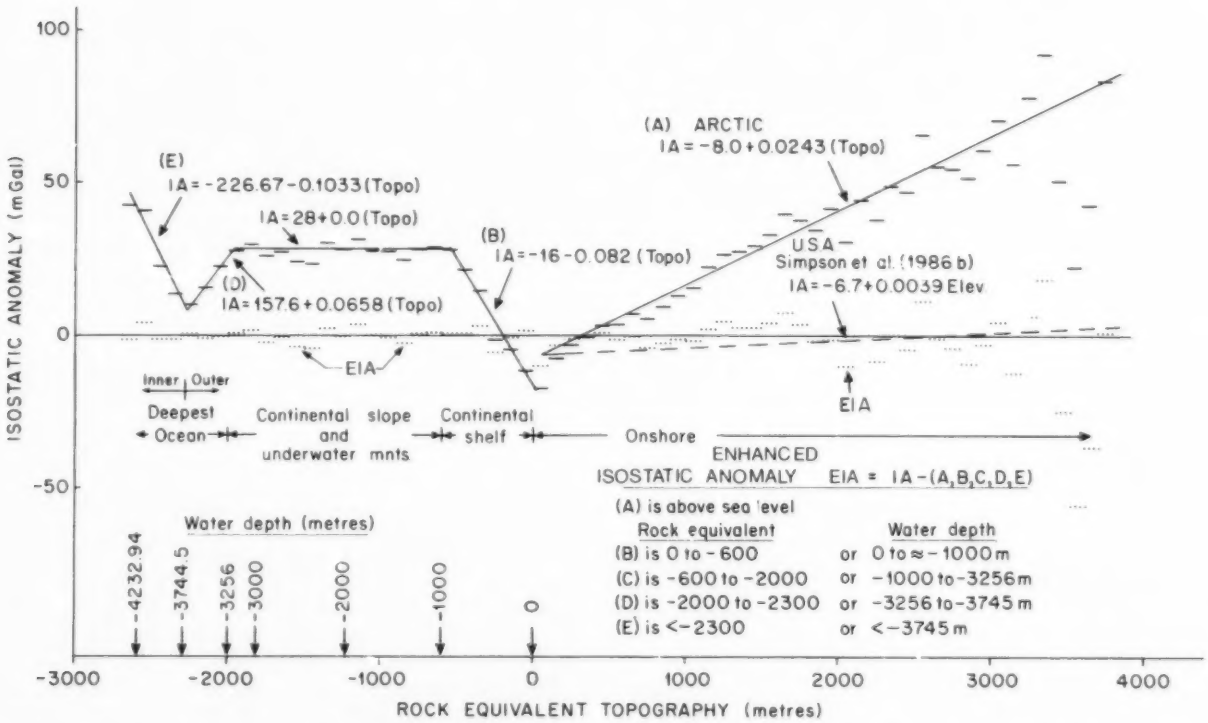

Figure 2. Average isostatic anomalies (IA) versus increments of 100 m rock equivalent topography (elevation and water depths modified). Water depths (m) are also shown for easier comparisons. Regression lines y = a+bx are shown for five areas with distinct slopes namely: onshore, a = −8.0 and b = 0.0243; continental shelf, a = −16 and b = −0.082; continental slope and ocean basin, a = 28 and b = 0.0; and in the central ocean two regression lines with reverse slopes, one for the outer ocean, a = 157.6 and b = +0.0658 and one for the inner ocean, a = −226.7 and b = −0.1033. For comparison, the regression line for the United States (taken from Simpson et al., 1986a) is also shown, a = −6.7 and b = 0.0039. The enhanced isostatic anomaly (EIA) is equal to the isostatic anomaly (IA) minus the appropriate relationship between isostatic anomalies and rock equivalent topography.

ISOSTATIC ANOMALIES

Isostatic anomalies (IA) are equivalent to the sum of the Bouguer anomaly and the total isostatic anomaly corrections; that is, IA = BA + TIA corrections. Removal of the total isostatic anomaly, theoretically, corrects for isostatic distortions in the gravity field, thus an isostatic anomaly map portrays essentially those anomalous areas related to intra-crustal structure. The isostatic anomaly map, in general, bears a resemblance to the combined Bouguer anomaly (land)-free-air anomaly (ocean) map shown by Sobczak et al. (in press).

The Isostatic anomaly map should be used with some caution. Anomalies on this map may be attributed to anomalous mass zones or to areas which are undercompensated or overcompensated.

Isostatic anomalies have a distinct advantage over either Bouguer or free-air anomaly maps in that no anomalies should overcompensate for topography or bathymetry, because the Bouguer correction, if appropriate densities are used, will correct for the topography or bathymetry and the total isostatic correction will correct for the attraction of the underlying compensating masses. However, all loads within the crust below sea level, even if isostatically compensated, may still produce significant isostatic anomalies, as observed in Figure 3. If they were not compensated, the isostatic anomalies would be even larger. Usually, in the absence of knowledge of crustal thicknesses, especially for loads in excess of 100 km in width, it is impossible to tell from gravity how much compensation has taken place. But where thicknesses are known from independent sources an estimation of the degree of compensation may be attempted. For example, the gravity effect (up to 140 mGal) of the mass deficiency of the sediments in the extensive Sverdrup Basin (geometry of sediments determined seismically and from drillholes) is nearly completely removed by isostatic compensation (Sobczak et al., 1986).

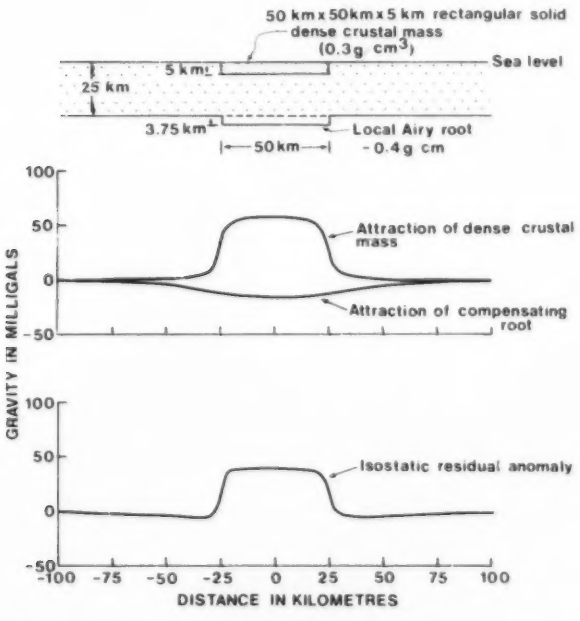

Figure 3. A large, nonzero isostatic anomaly for a dense shallow rectangular mass below sea level which is completely compensated by an Airy deep root (taken from Simpson et al., 1986a).

Average isostatic anomalies were plotted as a function of the rock equivalent topography over land and ocean in increments of 100 m (Fig. 2). Onshore, a regression line ($y = a + bx$) where $a = -8.0$ mGal and $b = +0.0243$ mGal/m shows that the average isostatic anomalies have a positive, uniform correlation with elevation which is much larger than the one obtained by Simpson et al. (1986b) for the conterminous United States where $a = -6.7$ mGal and $b = +0.0039$ mGal/m. This positive relationship suggests that the topography in the Arctic may be adjusting. Probably the upper mantle is buoyed up by a hotter than normal mantle which supports the surface topography. As the mantle cools crustal roots will develop as the crust sinks and the gravity anomalies will tend towards zero as shown by Simpson et al. (1986a).

Over the ocean area, four distinct relationships between isostatic anomalies and water depth were found. In the continental shelf region $a = -16$ mGal and $b = -0.082$ mGal/m; this inverse relationship shows that the isostatic anomaly increases with depth. This region probably reflects a transition zone between an area affected by glacial loading outlined by negative isostatic anomalies to one where oceanic crust is underlain by relatively hot mantle which keeps it elevated giving rise to positive anomalies. As this region cools the mantle will subside and the general level of the positive isostatic gravity anomalies will gradually approach zero.

The continental slope and ocean basin region, where water depths vary from about 1000 to 3300 m, are associated with a flat regression line with $a = 28$ mGal and b is zero. This shows that no relationship exists between water depth and isostatic anomalies. The anomalies are, however, 28 mGal higher than expected. Probably, the upper mantle is still relatively hot and is closer to the surface than if it was cooler. Presumably as the mantle cools it will sink and the gravity anomaly level will decrease to zero.

For ocean depths greater than 3300 m, positive and negative relationships were found for an outer (3300 to 3700 m) and inner (>3700 m) deepest ocean; the outer ocean has a regression line with $a = 157.6$ mGal and $b = +0.066$ mGal/m and the inner ocean has one with $a = -226.7$ mGal and $b = -0.1033$ mGal/m. These relationships intersect at a value of about +7 mGal in the central region of the abyssal plains suggesting that these regions are cooling and sinking, thus lowering the gravity values.

ENHANCED ISOSTATIC ANOMALIES

Isostatic anomalies represent anomalies with a first order isostatic correction for compensating masses to topography and bathymetry, whether this compensation has taken place or not. These anomalies include gravity effects related to other causes such as age, heat balance and large intracrustal density contrasts which also may have an influence on isostasy. Various linear relationships between anomalies and elevation or water depth may still exist (Fig. 2). These regional effects disturb the local gravity anomalies which are usually the subject of discussion and may be removed from the isostatic anomalies using the relationships between isostatic anomalies and topography/bathymetry (Fig. 2). This final correction produces a resultant anomaly provisionally named the enhanced isostatic anomaly (EIA); EIA = IA − R, where R is the regional relationship (linear regression lines, as shown in Fig. 2). Enhanced isostatic anomaly maps should not contain regional effects related to compensatory mechanisms reacting to topographic/bathymetric loads/antiloads or possible thermal buoyancy. The enhanced isostatic anomalies should be directly related to anomalous masses within the crust.

The enhanced isostatic anomaly map, within the limits of accuracy (usually < 10 mGal) of the gravity observations and the development of isostatic anomalies, delineates areas of anomalous masses unrelated to topography, edge, boundary, isostatic and regional effects as described above. The zero anomaly contour in this map, shown also in Figure 4, generally coincides with the edges

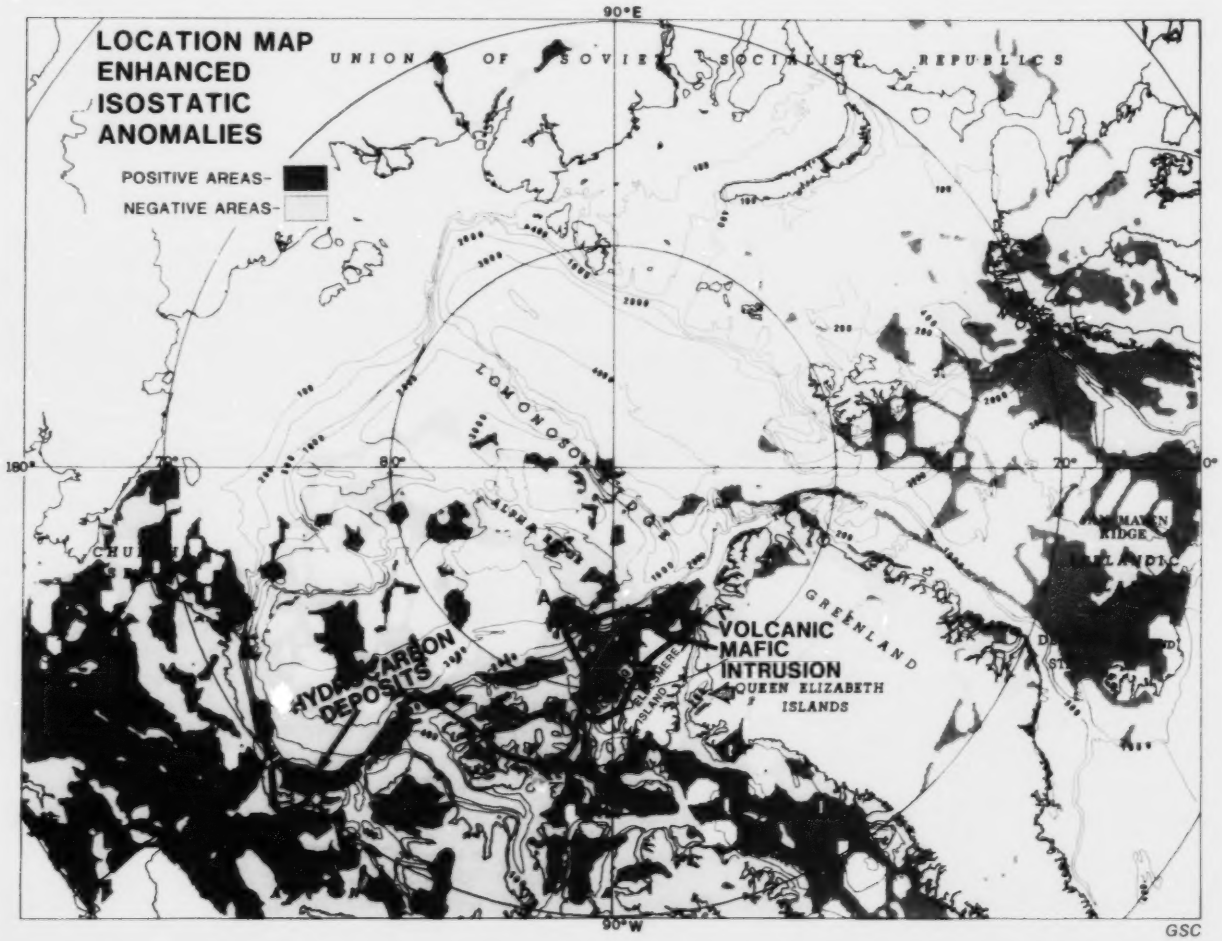

Figure 4. Zero contour lines taken from the enhanced isostatic anomaly map generally correspond with the edges of anomalous masses. Positive and negative areas are indicated. The locations of seven drillholes in and near the area of volcanism in the north-central Queen Elizabeth Islands are shown, as are oceanic crust and location of a profile over Baffin Bay taken from Menzies (1982), and drillhole, continent-ocean boundary and location of a profile over the North Atlantic Ocean from the Voring Plateau to the Jan Mayen Ridge taken from Skogseid and Eldholm (1987). These features are discussed by Sobczak and Halpenny (in press).

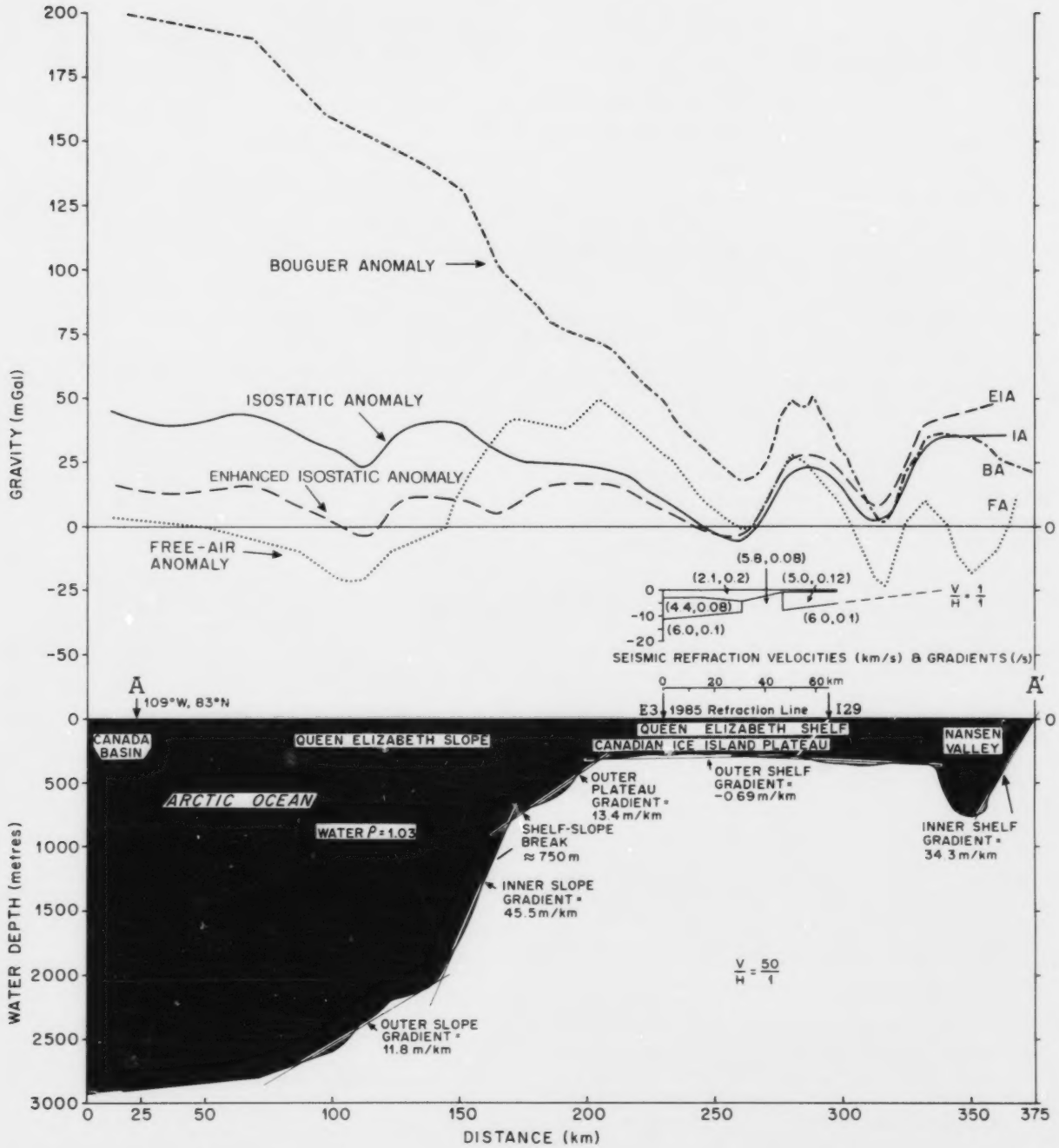

Figure 5. Profile A-A' (Fig. 4) across the Canadian polar margin showing bathymetry, free-air, Bouguer, isostatic and enhanced isostatic anomalies.

of anomalous masses. Three areas (north-central Queen Elizabeth Islands, Baffin Bay and the North Atlantic Ocean) have been discussed briefly with respect to lithology and structure by Sobczak and Halpenny (in press). Figure 5 presents an example of how the different types of anomalies vary across the Canadian polar margin.

SUMMARY

Analyses of the free-air, Bouguer, and isostatic anomalies show distinct relationships with elevations. These relationships were removed to establish a new type of gravity anomaly map – an enhanced isostatic anomaly map. These various types of anomalies are compared in Figure 5 along a profile across the Canadian polar margin to demonstrate some of the shortcomings of the free-air, Bouguer, and isostatic anomalies and the strength of the enhanced isostatic anomalies. Computation of enhanced isostatic anomalies allows us to determine a regional (relationships in Fig. 2) component which can be attributed to thermal conditions in areas of gravity highs and glacial loading effects in areas of gravity lows and a local component which readily delineates the anomalous parts of the crust.

The enhanced isostatic gravity anomaly map nullifies the topography, edge, boundary, isostatic, thermal and glacial loading effects. As a result, the anomalous zones in the gravity field relating to geological structure are more accurately defined because the regional components have been removed. This map outlines areas of older or newer oceanic and continental crust and of stable or unstable crust. Areas that are positive may represent areas of volcanism, intrusion, recent mountain building, and oceanic and transitional crust. Areas with negative anomalies represent either continental crust which has not been activated in the last 100 Ma or so, or oceanic crust which is probably older than 100 Ma. As the oceanic crust gets older the gravity anomalies on the enhanced isostatic anomaly map tend to approach zero, probably indicating that the crust and underlying mantle is gradually cooling and sinking while the whole system is in continuous isostatic equilibrium.

The use of enhanced isostatic anomalies facilitates the investigation of the gravity field along the polar margin. The margin off Axel Heiberg and Ellesmere islands, where detailed seismic refraction lines have been surveyed from the Canadian ice island, is an example of one region which will benefit from examination using the new enhanced isostatic anomalies. In the Queen Elizabeth Islands, the enhanced isostatic anomaly map outlines positive anomalous areas related to metamorphism and volcanism, whereas negative areas are related to sedimentation that may correspond to areas of hydrocarbon potential. For example, a hydrocarbon-rich province in the western Queen Elizabeth Islands, outlined by Nassichuk (1987), corresponds to an area of negative enhanced isostatic anomalies. Similar prospects may be located in other areas of the Arctic using an enhanced isostatic anomaly map.

This analysis has shown that the Arctic, north of 64°N latitude, may be in isostatic equilibrium but is probably still thermally and glacially affected. Extensive areas may still be relatively hot with mantle material buoyed up to account for the regional positive isostatic anomalies and enhanced isostatic anomalies. Also, smaller areas in the Arctic and much larger areas in central Canada may be affected by glacial loading where regional negative isostatic anomalies occur. Locally in the central part of the abyssal plains of the deep ocean, cooling conditions are probaly taking place as the gravity anomalies are lowered to a mean value of +7 mGal. Nearshore, between 300 m water depth and 300 m land elevation (Fig. 2) this area has been overcompensated (enhanced isostatic anomalies down to – 18 mGal at the shoreline) due to the residual effect from glaciation, that is ice has loaded the crust and forced it into the mantle giving rise to a crustal root which has supported the ice load. Then when the ice melted, probably quite quickly, the root remained in large part, giving rise to a negative gravity anomaly. Probably, the crust will rise even farther than it has to date (Farrand and Gajda, 1962) to re-establish isostatic equilibrium.

REFERENCES

Airy, G.B.
1855: On the computation of the effect of the attraction of the mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys; Royal Society of London, Philosophical Transactions, v. 145, p. 101-104.

Farrand, W.R. and Gajda, R.T.
1962: Isobases on the Wisconsin marine limit in Canada; Geophysical Bulletin No. 17, Department of Mines and Technical Surveys, Ottawa, Canada, p. 5-22.

International Association of Geodesy
1971: Geodetic Reference System 1967 Paris; The International Association of Geodesy Special Publication No. 3, 116 p.

Goodacre, A.K., Grieve, R.A.F., and Halpenny, J.F.
1987: Isostatic gravity anomaly map of Canada; Geological Survey of Canada, Canadian Geophysical Atlas, Map 4, scale 1:10 000 000.

Johnson, G.L., Monahan, D., Gronlie, G., and Sobczak, L.W.
1979: General bathymetric chart of the oceans, Arctic Ocean, Chart 5.17; Canadian Hydrographic Service, Ottawa, Canada.

Karki, P., Kivioja, L. and Heiskanen, W.A.
1961: Topographic-isostatic reduction maps for the world for the Hayford zones 18-1, Airy-Heiskanen system, T = 30 km; Publications of the Isostatic Institute of the International Association of Geodesy, No. 35, 23p.

Menzies, A.W.
1982: Crustal history and basin development of Baffin Bay *in* Nares Strait and the drift of Greenland: a conflict in plate tectonics, edited by P.R. Dawes and J. Wm. Kerr; Meddelelser om Gronland, Geoscience, v. 8, p. 295-312.

Morelli, C., Gantar, C., Honkasalo, T., McConnell, R.K., Tanner, J.G., Szabo, B., Uotila, U., and Whalen, C.T.
1974: The international gravity standardization net 1971 (IGSN 71); The International Association of Geodesy, Special Publication No. 4, 194 p.

Nassichuk, W.W.
1987: Forty years of northern non-renewable natural resource development; Arctic v. 40, p. 274-284.

Overgaard, S.
1983: Unpublished maps of the Greenland ice sheet; Electromagnetic Institute, Technical University of Copenhagen, scale 1:2 500 000.

Perry, R.K., Fleming, H.S., Weber, J.R., Kristoffersen, Y., Hall, J.K., Grantz, A., Johnson, G.L., Cherkis, N.Z., and Larsen, B.
1986: Bathymetry of the Arctic Ocean; Williams and Heintz Map Corporation, Capital Heights, MD. 20743, Map and Chart Series MC-6.

Pratt, J.H.
1855: On the attraction of the Himalaya Mountains, and of the elevated regions beyond them upon the plumb-line in India; Royal Society London, Philosophical Transactions, v. 145, p. 53-100.

Simpson, R.W., Jachens, R.C., and Blakely, R.J.
1986a: A new isostatic gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic anomalies; Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 8348-8372.

Simpson, R.W., Jachens, R.C., Saltus, R.W., and Blakely, R.J.
1986b: Isostatic gravity, topographic, and first-vertical-derivative gravity maps of the conterminous United States; United States Geological Survey, Map GP-975.

Skogseid, J. and Eldholm, O.
1987: Early Cenozoic crust at the Norwegian continental margin and the conjugate Jan Mayen Ridge; Journal of Geophysical Research, v. 92, p. 11471-11491.

Sobczak, L.W., Mayr, U., and Sweeney, J.F.
1986: Crustal section across the polar continent-ocean transition in Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23. p. 608-621.

Sobczak, L.W., Hearty, D.B., Forsberg, R., Kristoffersen, Y., Eldholm, O., and May, S.P.
In press: Gravity from 64°N to the North Pole, *in* The Arctic region, edited by A. Grantz, L. Johnson, and J.F. Sweeney; Geological Society of America, The Geology of North America, v. L.

Sobczak, L.W. and Halpenny, J.F.
In press: Gravity anomaly maps of the Arctic (Free-air, Bouguer, isostatic and enhanced isostatic); Tectonophysics, Special issue.

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
ÉTUDE 89-16

CARTE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ISOSTATIQUES ET CARTE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ISOSTATIQUES REHAUSSÉES DE L'ARCTIQUE

L.W. Sobczak
J.F. Halpenny

1990

Énergie, Mines et Ressources Canada
Energy, Mines and Resources Canada

Canada

L'ÉNERGIE DE NOS RESSOURCES
NOTRE FORCE CRÉATRICE

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
ÉTUDE 89-16

CARTE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ISOSTATIQUES ET CARTE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ISOSTATIQUES REHAUSSÉES DE L'ARCTIQUE

L.W. Sobczak
J.F. Halpenny

1989

© Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1989

En vente au Canada par l'entremise de nos

agents libraires agréés et autres librairies

ou par la poste au

Centre d'édition du gouvernement du Canada
Approvisionnements et Services Canada
Ottawa, Canada K1A 0S9

et aussi aux:

Bureaux de la Commission géologique du Canada,

601, rue Booth
Ottawa, K1A 0E8

3303-33rd Street N.W.,
Calgary, Alberta T2L 2A7

Un exemplaire en consignation de la présente publication est également disponible dans les bibliothèques publiques à travers le Canada

N° de catalogue M44-89/16
ISBN 0-660-55068-7

Prix sujet à changement sans avis préalable

Lecteurs critiques
M. Drury
M. Thomas

Manuscrit original soumis le 8-6-1988
Version finale approuvée aux fins de publication le 27-2-1989

TABLE DES MATIÈRES

1	Résumé
1	Introduction
2	Base de données gravimétriques
3	Anomalies gravimétriques
4	Corrections de l'anomalie isostatique totale
5	Anomalies isostatiques
8	Anomalies isostatiques rehaussées
9	Sommaire
9	Bibliographie

Illustrations

en pochette	Carte 1738A Carte des anomalies gravimétriques isostatiques de l'Arctique
en pochette	Carte 1739A Carte des anomalies gravimétriques isostatiques rehaussées de l'Arctique
2	1. Corrélations entre les anomalies moyennes à l'air libre et les anomalies moyennes de Bouguer.
4	2. Anomalies isostatiques moyennes en fonction d'augmentations des intervalles de masse rocheuse équivalente.
5	3. Importante anomalie isostatique non égale à zéro.
6	4. Anomalies isostatiques rehaussées de la région polaire.
7	5. Profil A-A' traversant la marge polaire canadienne.

CARTE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ISOSTATIQUES ET CARTE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ISOSTATIQUES REHAUSSÉES DE L'ARCTIQUE

Résumé

Des cartes des anomalies gravimétriques et des anomalies gravimétriques isostatiques rehaussées ont été mises au point pour aider à l'interprétation des anomalies gravimétriques en fonction de la géologie. Les anomalies gravimétriques isostatiques observées dans l'Arctique font preuve de corrélations topographiques que l'on a éliminées afin de produire un nouveau genre de carte des anomalies gravimétriques, à savoir une carte des anomalies isostatiques rehaussées. Cette dernière met en valeur les variations à ondes courtes locales de la gravité en fonction des structures géologiques et élimine les variations à ondes longues liées aux effets dus à la topographie, au régime thermique et à la glaciation. La carte des anomalies isostatiques rehaussées permet de délimiter aisément des zones actives (tectoniques) et inactives (stables) susceptibles d'indiquer la présence possible de ressources en hydrocarbures d'un bassin sédimentaire quelconque, et d'identifier les régions de croûte océanique récente (habituellement < 100 Ma) ou de croûte continentale plus ancienne (> 100 Ma).

INTRODUCTION

Une base de données gravimétriques comprenant 355 120 observations distribuées au hazard a été utilisée pour produire une carte à l'échelle de 1/6 000 000 montrant les anomalies de Bouguer sur terre et les anomalies à l'air libre au large dans la région située au nord de 64°N de latitude (Sobczak et coll., sous presse). Les observations ont généralement une précision de 5 mGal dans les zones marines libres de glace et de 2 mGal dans la plupart des zones terrestres et zones marines couvertes de glace. Cette base de données a été réduite à 90 095 observations, portées sur une grille (où les carrés mesurent 10 km de côté), qui ont été utilisées pour produire des cartes séparées des anomalies de Bouguer et des anomalies à l'air libre, couvrant à la fois les zones terrestres et marines. On constate qu'il existe d'importantes corrélations entre d'une part les anomalies de Bouguer et les anomalies à l'air libre et d'autre part la topographie ou les reliefs rocheux équivalents s'il s'agit de régions couvertes d'eau ou de glace (fig. 1). Cette influence de la topographie tend à déformer et à obscurcir des signatures gravimétriques liées à la géologie. Dans les zones contiguës des États-Unis, ce type d'effet est éliminé en grande partie par des corrections isostatiques (Simpson et coll., 1986); la carte des anomalies isostatiques qui en résulte ne présente que des corrélations limitées avec la topographie. Toutefois, dans le cas de l'Arctique les corrélations sont évidentes, même entre les anomalies isostatiques et l'altitude (fig. 2). Une fois cette dernière composante topograhique du champ de la pesanteur éliminée de la carte des anomalies isostatiques (AI), on a pu produire un nouveau type de carte des anomalies gravimétriques, soit une carte des anomalies isostatiques rehaussées (AIR). On présente et décrit dans le présent rapport la carte des anomalies isostatiques et la carte des anomalies isostatiques rehaussées pour la région de l'Arctique (cartes 1738A et 1739A respectivement).

Sobczak et Halpenny décrivent brièvement ailleurs les avantages de la carte des anomalies isostatiques rehaussées (sous presse). Ces auteurs rehaussent dans celle-ci les variations gravimétriques liées à la structure géologique et éliminent les variations liées aux limites entre la croûte continentale et la croûte océanique, aux interfaces entre l'eau et la roche, ainsi qu'à la topographie et à la bathymétrie et aux racines et antiracines isostatiques connexes. En général, l'isoligne des anomalies isostatiques rehaussées zéro délimite les zones de volcanisme mafique et d'intrusions mafiques, la croûte océanique ou continentale et les régions qui ont été tectoniquement actives pendant les 100 derniers Ma. Dans les régions océaniques, les anomalies négatives peuvent indiquer l'existence d'une croûte océanique ou de fragments de croûte continentale plus anciens (> 100 Ma), alors que les anomalies positives témoignent de l'existence d'une croûte océanique relativement jeune (< 100 Ma). Dans les régions continentales, les anomalies positives correspondent à des zones récemment actives (< 100 Ma), par exemple montagneuses, volcaniques, des zones d'intrusions et de surcharge sédimentaire non compensée, alors que les anomalies négatives indiquent qu'il s'agit de zones stables, plus anciennes (> 100 Ma) et de bassins sédimentaires non métamorphisés qui, dans l'Arctique pourrait contenir des hydrocarbures.

BASE DE DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES

Au début, pour la carte des anomalies de Bouguer, on utilisait une distance interpolée de 200 km entre les valeurs gravimétriques connues, mais cette méthode faisait ressortir plusieurs zones d'anomalie, là où aucune observation gravimétrique n'avait été faite, comme la partie nord de la région limitrophe de Chukchi, les terrains montagneux des îles d'Ellesmere et de Devon, la partie nord du Groenland et les côtes est et ouest de l'Islande. On a alors utilisé une distance d'interpolation plus petite (60 km) dans les présentes cartes, ce qui a permis d'éliminer la plupart de ces contradictions. La carte ainsi obtenue comporte un plus grand nombre de lacunes, mais

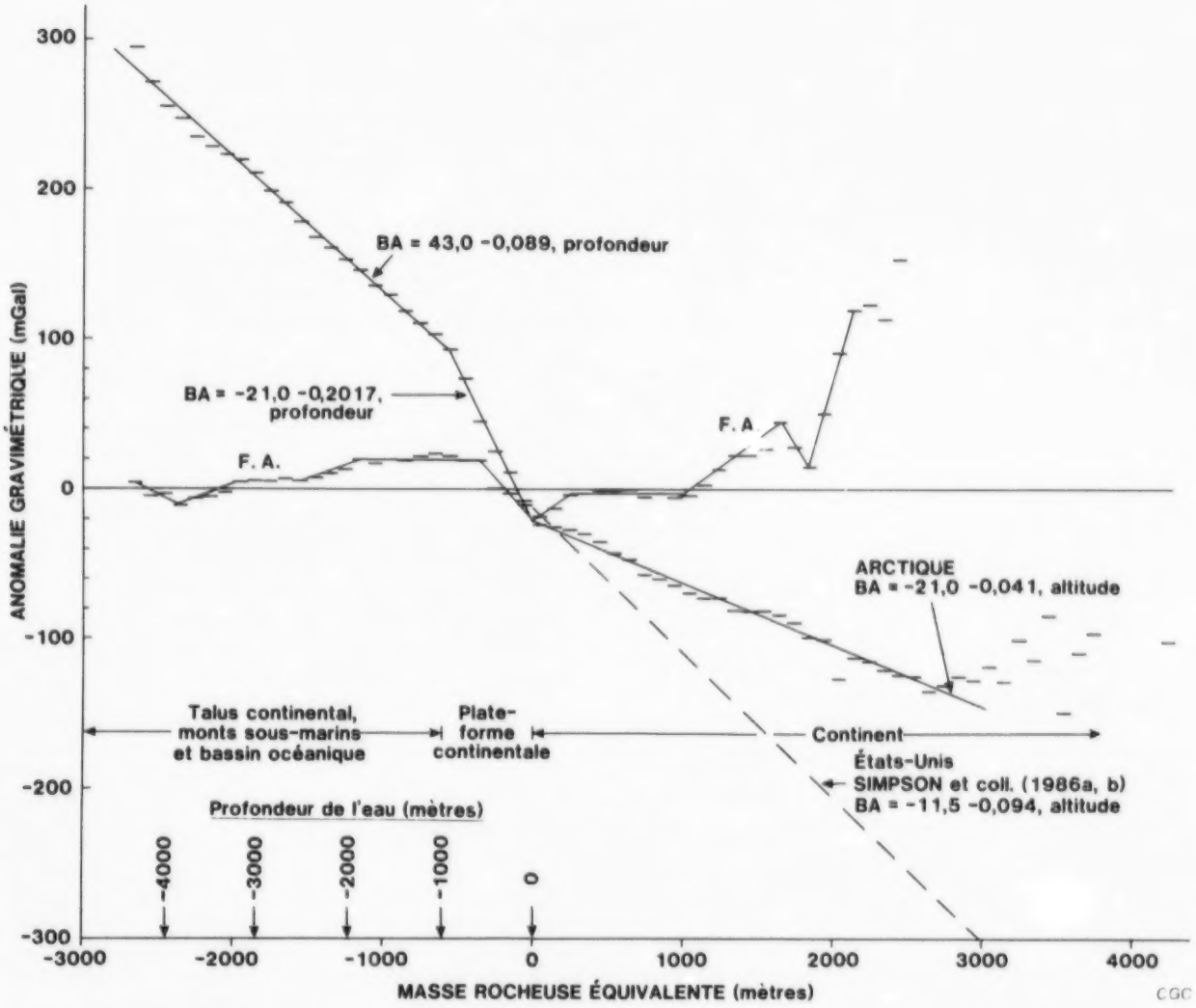

Figure 1. Corrélations entre les anomalies (mGal) moyennes à l'air libre (FA) et les anomalies (mGal) moyennes de Bouguer (BA), et des accroissements de 100 m d'altitude ou de profondeur de la masse rocheuse équivalente (mètres). Sur terre, la masse rocheuse équivalente équivaut à l'altitude du terrain au-dessus du niveau marin, à l'exception des régions englacées du Groenland où la glace (masse volumique 0,9 Mg/m^3) est convertie en une masse rocheuse équivalente de masse volumique 2,67 Mg/m^3 et ajoutée à l'altitude du terrain. Au large, l'eau de masse volumique 1,03 Mg/m^3 est remplacée par une masse rocheuse équivalente de masse volumique 2,67 Mg/m^3 et la profondeur de cette surface rocheuse équivalente est indiquée. On présente des droites de régression $y = a + bx$ relatives aux anomalies de Bouguer dans trois régions de pentes différentes, à savoir: sur terre, $a = -21$ et $b = -0,0413$; sur la plate-forme continentale, $a = -21$ et $b = -0,2017$; et sur le talus continental et dans le bassin océanique, $a = -43$ et $b = -0,0890$. À titre de comparaison, on montre la droite de régression relative aux terres contiguës des États-Unis, tirée de Simpson et coll. (1986a), où $a = -11,5$ et $b = -0,0942$.

s'avère un peu plus représentative des données gravimétriques, là où des observations gravimétriques et soit bathymétriques, soit altimétriques ont été faites. Toutefois, au-dessus de l'océan, certaines régions peuvent être couvertes par des observations gravimétriques sans que soient mentionnées les hauteurs d'eau correspondantes. Cette méthode permet de construire une carte des anomalies à l'air libre, mais non la carte des anomalies de Bouguer correspondantes. On peu interpoler les profondeurs d'eau à partir des cartes bathymétriques existantes pour augmenter la couverture, mais cette interpolation n'a pas été faite faute de ressources financières. Les zones de la carte où aucune observation gravimétrique n'a été faite ne sont peut-être pas représentatives du champ de la pesanteur.

ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES

On a calculé les anomalies gravimétriques à partir des relations suivantes :

Anomalie à l'air libre $FA = g_0 - \gamma_0 + Fe$

et anomalie de Bouguer $BA = Fa - Be$

où g_0 = gravité observée; γ_0 = gravité théorique; Fe = effet à l'air libre; Be = effet de Bouguer.

La gravité observée (g_0) est la valeur de la gravité déterminée dans certaines stations au sol par rapport à une station de référence. Les valeurs de cette dernière sont fondées sur le Réseau de normalisation international de la gravité de 1971 (IGSN 71, Morelli et coll., 1974). La gravité théorique (γ_0) qui est une fonction de la latitude (Φ) est basée sur l'ellipsoïde de référence du Système géodésique de référence 1967 (GRS67, International Association of Geodesy, 1971) avec :

$\gamma_0 = 978{,}03185\ (1 + 0{,}005278895 \sin^2 \Phi + 0{,}000023462 \sin^4 \Phi)$ Gal.

Un Gal est une unité d'accélération égale à 1 cm/s^2. Un mGal est un millième de Gal, soit 10 μm/s^2.

L'effet à l'air libre (Fe) est une fonction de l'altitude ou de la profondeur de la station observée, par rapport à l'ellipsoïde de référence, considéré ici comme le niveau moyen de la mer.

$Fe = (dg/dz)h - (dg/dz - 4\pi G\rho_w)d_w$, où dg/dz est le gradient vertical de la gravité et qui est égal à 0,3086 mGal/m, h est l'altitude de la station en mètres, G est la composante de la gravitation universelle ($6{,}672 \times 10^{-8}$ m^3/Mgs^2), ρ_w représente la masse volumique de l'eau de mer (1,03 Mg/m^3), et d_w représente la profondeur de l'eau uniquement pour les stations sous-marines. L'effet de Bouguer (Be) est une fonction de la masse au-dessus ou au-dessous de l'ellipsoïde de référence. La correction normale pour la masse, approximativement l'équivalent d'une dalle semi-infinie dont le sommet et la base coïncident respectivement avec la station et le niveau de la mer, est

$Be = 2\pi G\rho_c h + 2\pi G(\rho_c - \rho_w)d_w + 2\pi G(\rho_c - \rho_i)d_i$, où $2\pi G = 0{,}04192 \times 10^{-5}$ m^3/Mgs^2, ρ_c représente la masse volumique présumée (2,67 Mg/m^3) de la croûte superficielle, ρ_i représente la masse volumique présumée de la glace (0,9 Mg/m^3) et d_i représente l'épaisseur de la glace en mètres. Les corrections topographiques (afin de tenir compte du relief qui n'est pas inclus dans l'approximation de la dalle) ont été faites uniquement dans le cas des monts Richardson.

On a comparé les divers types d'anomalies gravimétriques avec une topographie rocheuse équivalente pour déterminer le degré de corrélation. On obtient cette topographie rocheuse équivalente en remplaçant la glace ou l'eau, là où elles sont présentes, par une masse équivalente de roche de masse volumique 2,67 g/cm^3, et en ajoutant la masse rocheuse correspondant à la topographie existante, au sol, ou au fond de l'océan. On a calculé des valeurs des anomalies gravimétriques moyennes pour des intervalles verticaux successifs de 100 m, comportant normalement de 50 à 14 000 observations gravimétriques et reportées vis-à-vis de chaque intervalle.

La figure 1 montre que l'anomalie de Bouguer présente une bonne corrélation avec l'altitude, alors que la corrélation entre l'anomalie à l'air libre et l'altitude est moins bonne et beaucoup plus aléatoire. (Sobczak et Halpenny, sous presse). L'anomalie à l'air libre, obtenue en apportant seulement une seule correction en fonction de l'altitude (correction à l'air libre) aux observations originales, est normalement très sensible à la topographie locale; elle est relativement positive au-dessus des sommets et négative au-dessus des vallées. Toutefois, la topographie régionale subit généralement une compensation isostatique et tend à produire un champ d'anomalies à l'air libre caractérisé, à l'échelle régionale par des valeurs proches de zéro. L'anomalie de Bouguer inclut non seulement la correction à l'air libre, mais aussi une correction négative qui tient compte de la masse ou de la roche présentes au-dessus du niveau de la mer (et une correction positive qui convertit l'eau en masse rocheuse de masse volumique de 2,67 Mg/m^3, lorsqu'il existe une couche d'eau). De ce fait, on a observé une corrélation beaucoup plus marquée entre l'anomalie de Bouguer et la topographie. La correlation est liée à la compensation isostatique au niveau de l'interface entre la croûte et le manteau où se développent des racines crustales en réponse à la surcharge topographique.

Le concept de compensation (connue sous le nom d'isostasie) a été introduit par Airy (1855) et par Pratt (1855). D'après l'hypothèse d'Airy, les surcharges crustales sont compensées par les racines crustales de la même façon qu'un iceberg flotte sur l'eau, alors que d'après l'hypothèse de Pratt, la compensation résulte de variations latérales de masse volumique à l'intérieur de la croûte, qui gardent constant le poids d'un volume cylindrique vertical jusqu'à un certain niveau d'équilibre. Simpson et coll. (1986a, b) et Goodacre et coll. (1987) ont utilisé le modèle d'Airy pour déterminer l'effet gravimétrique de l'isostatsie. D'après la méthode de Goodacre et coll., utilisée ici, les masses compensatrices sont concentrées dans une mince couche située à une profondeur de 30 km. On calcule l'effet gravimétrique dû à ces masses, au-dessus de toute la région et sur une grille régulière; l'effet en question est connu sous le nom de champ total des anomalies isostatiques.

CORRECTIONS DE L'ANOMALIE ISOSTATIQUE TOTALE

Divers auteurs ont étudié les mérites et la variabilité de la correction isostatique; leurs conclusions sont résumées par Simpson et coll. (1986a, b). Selon ces derniers, les différences entres les corrections isostatiques données par divers modèles, incluant notamment l'oubli de l'effet de la résistance mécanique de la croûte lithosphérique sur la répartition de la compensation, tendent à constituer un faible pourcentage du total de la correction isostatique. Dans ce cas, on ignore les paramètres élastiques de la croûte, et l'on réduit la topographie superficielle à une couche équivalente de roche de masse volumique (ρ_c) 2,67 Mg/m^3, et la couche d'eau de masse volumique (ρ_w) 1,03 Mg/m^3 à une couche équivalente de roche présentée par la formule $WD \times \rho_w = \rho_c \times ER$, où WD est la profondeur d'eau et ER est l'épaisseur équivalente de la roche. La profondeur jusqu'au sommet de cette ER est égale à WD - ER = 0,61423 WD. On place cette masse rocheuse équivalente à une profondeur de 30 km, où elle constitue une masse compensatrice, et l'on calcule son effet gravimétrique en chaque point de la grille en utilisant la fonction de pondération suivante

$$w(r,z) = \frac{1}{2\pi}\left[\frac{z}{(z^2 + r^2)^{\frac{3}{2}}}\right]$$

où z est la profondeur de compensation et r est la projection horizontale de la distance entre le point de compensation et le point calculé. On applique cette pondération jusqu'à une distance de 166,7 km. Des compensations isostatiques supplémentaires, tenant compte de la topographie terrestre au-delà de cette distance jusqu'à 180° sur un géoïde sphérique, ont été tirées des diagrammes publiés par Karki et coll. (1961). La correction apportée à l'anomalie isostatique totale (TIA) en chaque point de la grille est égale à :

$$TIA = 2\pi G \sum_i h_i \rho_c \, [w_i(r_i, z)] + KC$$

où KC représente la correction de Karki et h_i représente l'altitude de 1^e bloc.

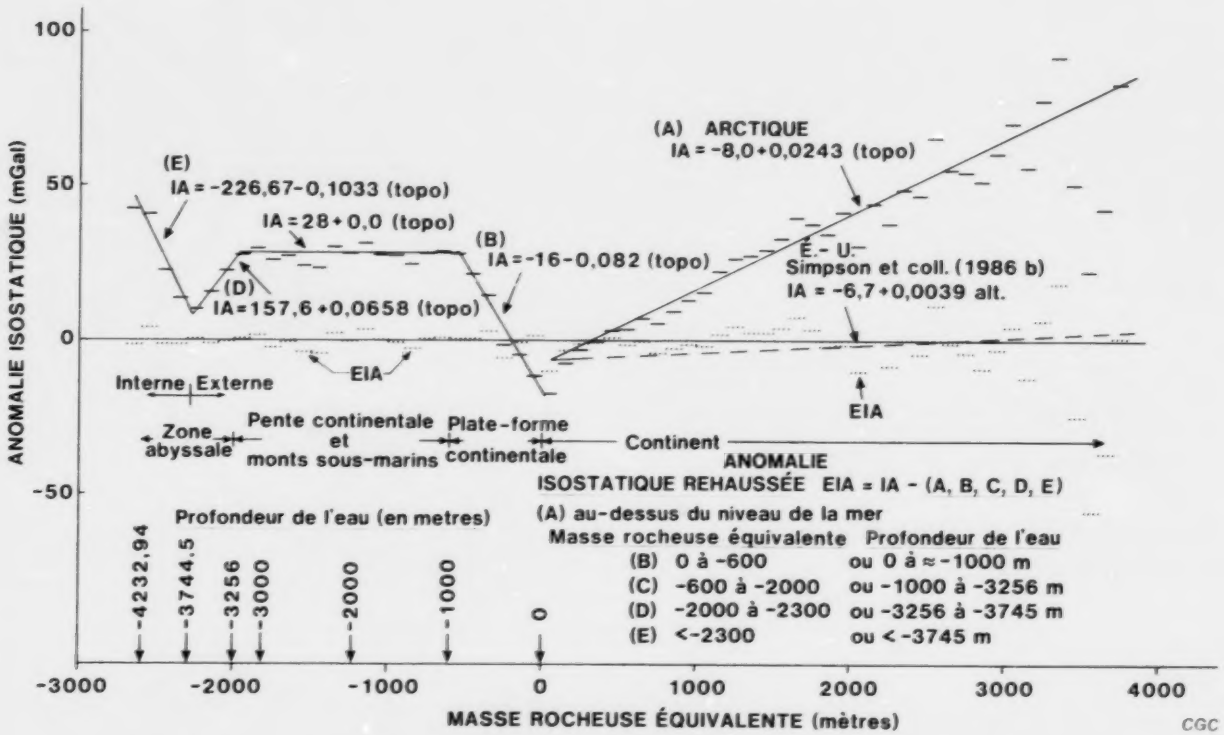

Figure 2. Anomalies isostatiques moyennes (IA) en fonction d'augmentations de 100 m des intervalles de masses rocheuses équivalentes (altitude et profondeur d'eau modifiées). Les profondeurs d'eau (m) sont indiquées aux fins de comparaisons plus faciles. On indique également des droites de régression, y = a + bx, pour cinq régions à pentes distinctes, à savoir : sur terre, a = −8 et b = 0,0243; sur la plate-forme continentale, a = −16 et b= −0,082; sur le talus continental et dans le bassin océanique, a = 28 et b = 0,0; et au centre de l'océan, deux lignes de régression de pente inversées, l'une pour l'océan externe, a = 157,6 et b = +0,0658 et l'autre pour l'océan interne, a = −226,7 et b = −0,1033. A titre de comparaison, la figure montre la droite de régression applicable aux régions contiguës des États-Unis (tirée de Simpson et coll., 1986a), où a = −6,7 et b = 0,0039. L'anomalie isostatique rehaussée (EIA) est égale à l'anomalie isostatique (IA) moins la relation appropriée entre les anomalies isostatiques et la couche rocheuse équivalente.

La topographie et la bathymétrie ont été reportées sur une grille à intervalles de 5 minutes (base de données bathymétriques convertie en numérique, fichier DBDB-5) par Francis L. Marchant, Robert R. Murchison, Frederich H. Sorensen, Laverne W. Snodgrass, Oascar B. Eckhoff et Thomas M. Davis de la division bathymétrique de l'United States Naval Oceanographic Office, Stennis Space Centre, Mississippi. La bathymétrie correspond à la carte GEBCO 5.17 (Johnson et coll. 1979). On a envisagé de convertir en numérique la carte de Perry et coll. (1986), en vue d'augmenter la précision, mais les différences entre les deux cartes dans le but de permettre l'établissement d'une carte de correction des anomalies isostatiques totales, ont été jugées trop peu importantes pour justifier cet effort supplémentaire. Ainsi, le fichier BDBD-5 a servi à établir une carte des masses rocheuses équivalentes susceptible de permettre le calcul des corrections des anomalies isostatiques totales, même si les courbes bathymétriques de Perry et coll. (1986) apparaissent déjà sur ces cartes.

La topographie du fichier DBDB-5 concernant la région du Groenland a été modifiée de façon à accommoder la calotte glaciaire étendue et très épaisse (atteignant 3 km), où la masse volumique de la glace ρ_i est égale à 0,9 Mg/m³. Les données sur l'épaisseur de la glace sont tirées des cartes d'isopaques de la glace établies par radar et fournies par l'Institut géodésique du Danemark (Overgaard, 1983). Aucune correction n'a été faite relativement aux calottes glaciaires plus petites comme par exemple celles des îles d'Ellesmere et de Baffin.

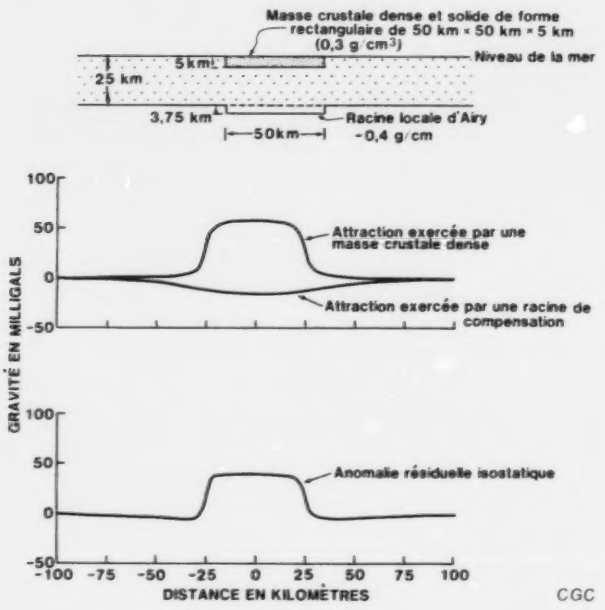

Figure 3. Importante anomalie isostatique, non égale à zéro correspondant à une masse rectangulaire située à faible profondeur sous le niveau de la mer et complètement compensée par une racine profonde d'Airy (d'après Simpson et coll., 1986a).

Les corrections de l'anomalie isostatique totale dépassent 100 mGal au-dessus des régions montagneuses et sont inférieures à −200 mGal au-dessus des régions océaniques, plus ou moins équivalentes du point de vue de leurs magnitudes régionales mais de signe opposé à l'anomalie de Bouguer. Les corrections de l'anomalie isostatique totale peuvent comporter de petites (< 5 mGal, Simpson et coll., 1986a) erreurs de grande longueur d'onde dans les zones terrestres, résultant de l'emploi de paramètres de modélisation différents de ceux qu'ont utilisés Karki et coll. (1961) : ces derniers ont utilisé une profondeur de compensation crustale au niveau de la mer égale à 30 km et une différence de masse volumique de 0,6 Mg/m³ à la limite de la croûte et du manteau, alors que dans les calculs effectués dans la présente étude les valeurs respectives utilisées sont 30 km et 0,4 Mg/m³. Dans les parties les plus profondes de l'océan, ces erreurs peuvent atteindre 10 mGal (Simpson et coll., 1986a). Heureusement, ces erreurs ne représentent généralement qu'un faible pourcentage des importantes valeurs gravimétriques obtenues pour l'anomalie de Bouguer et les corrections de l'anomalie isostatique totale, et ne diminuent pas sérieusement la précision des corrections apportées.

ANOMALIES ISOSTATIQUES

Les anomalies isostatiques (IA) sont la somme de l'anomalie de Bouguer et des corrections de l'anomalie isostatique totale; c'est-à-dire IA = Ba + corrections de TIA. L'élimination de l'anomalie isostatique totale permet théoriquement de corriger les distorsions isostatiques du champ de pesanteur; une carte des anomalies isostatiques présente donc essentiellement les zones d'anomalie liées à une structure intracrustale. En général, la carte des anomalies isostatiques montre une ressemblance avec la carte combinée des anomalies de Bouguer (terre) et anomalies à l'air libre (océan) présentée par Sobczak et coll. (sous presse).

On doit utiliser la carte des anomalies isostatiques avec circonspection. Les anomalies présentée sur cette carte peuvent être attribuées à des zones où des masses engendrent des anomalies ou à des régions qui ont été sous-compensées ou surcompensées.

Les cartes des anomalies isostatiques présentent un net avantage par rapport aux cartes des anomalies de Bouguer ou des anomalies à l'air libre, du fait qu'aucune anomalie ne doit surcompenser la topographie ou la bathymétrie et la correction isostatique totale compensera l'attraction exercée par les masses compensatrices sous-jacentes. Toutefois, toutes les surcharges existant à l'intérieur de la croûte au-dessous du niveau de la mer, même si elles sont isostatiquement compensées, peuvent toujours produire des anomalies isostatiques importantes, comme l'indique la figure 3. Si elles n'avaient pas été compensées, les anomalies isostatiques auraient même été plus grandes. En général, si l'on ne connaît pas l'épaisseur de la croûte, surtout quand les masses qui créent une surcharge dépassent 100 km de large, il est impossible de déduire des mesures gravimétriques quel degré de compensation a eu lieu. Mais lorsque l'épaisseur est connue

à partir de sources indépendantes, il est possible d'évaluer le degré de compensation. Par exemple, l'effet de gravité (jusqu'à 140 mGal) que crée le déficit de masse des sédiments dans l'immense bassin de Sverdup (la géométrie des sédiments a été déterminée par méthode sismique et par des forages) est presque complètement éliminé par la compensation isostatique (Sobczak et coll., 1986).

Les anomalies isostatiques moyennes sont représentées graphiquement en fonction de la masse rocheuse équivalente au-dessus des terres et des océans à des intervalles de 100 m (fig. 2). Sur les terres, une droite de régression ($y = a + bx$), où $a = -8$ mGal et $b = +0{,}0243$ mGal/m, indique que les anomalies isostatiques moyennes présentent une corrélation positive et uniforme avec l'altitude, beaucoup plus importante que celle obtenue par Simpson et coll. (1986b) dans les régions contiguës des États-Unis, où $a = -6{,}7$ mGal et $b = +0{,}0039$ mGal/m. Cette relation positive semble indiquer que, dans l'Arctique, la topographie subit peut-être un effet de compensation isostatique. Il est probable que le manteau supérieur subisse une poussée exercée par un manteau plus chaud que la normale, qui supporte les terrains de surface. En même temps que le manteau se refroidit, des racines crustales se forment à mesure que la croûte s'enfonce, et les anomalies gravimétriques tendent vers zéro, comme l'indiquent Simpson et coll. (1986a).

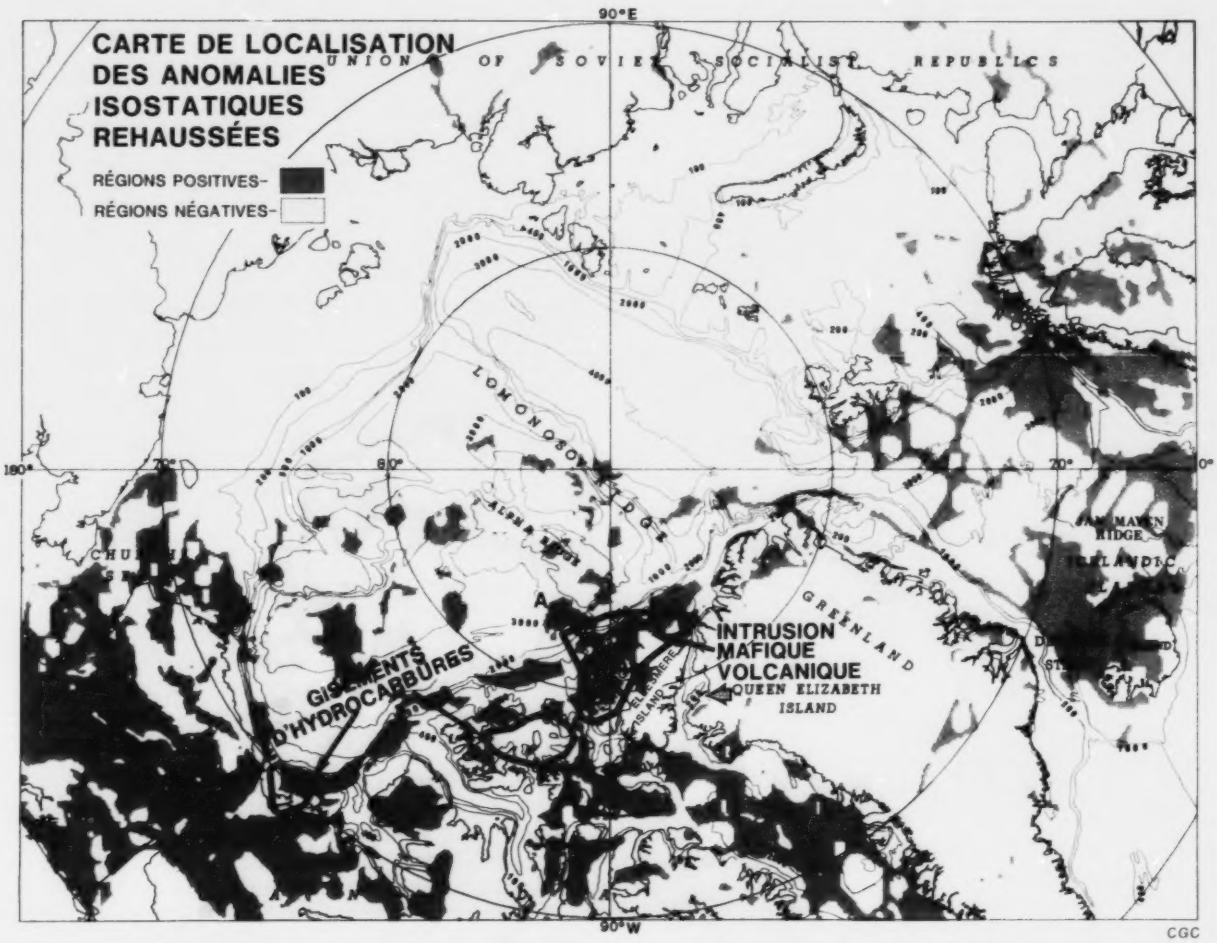

Figure 4. Isolignes zéro tirées de la carte des anomalies isostatiques rehaussées correspondant en général aux bordures des masses productrices d'anomalies. Les zones positives et les zones négatives sont indiquées. On indique les emplacements de sept trous de forage effectués à l'intérieur et à proximité de la région de volcanisme, dans la partie centre-nord des îles de la Reine-Élisabeth, ainsi que l'emplacement de la croûte océanique et d'un profil de la baie de Baffin tiré de Menzies (1982), d'un trou de forage, de la limite entre le continent et l'océan et d'un profil du nord de l'océan Atlantique, allant du plateau de Voring à la crête de Jan Mayen, ce dernier tiré de Skogseid et Eldholm (1987). Sobczak et Halpenny décrivent ces entités (sous presse).

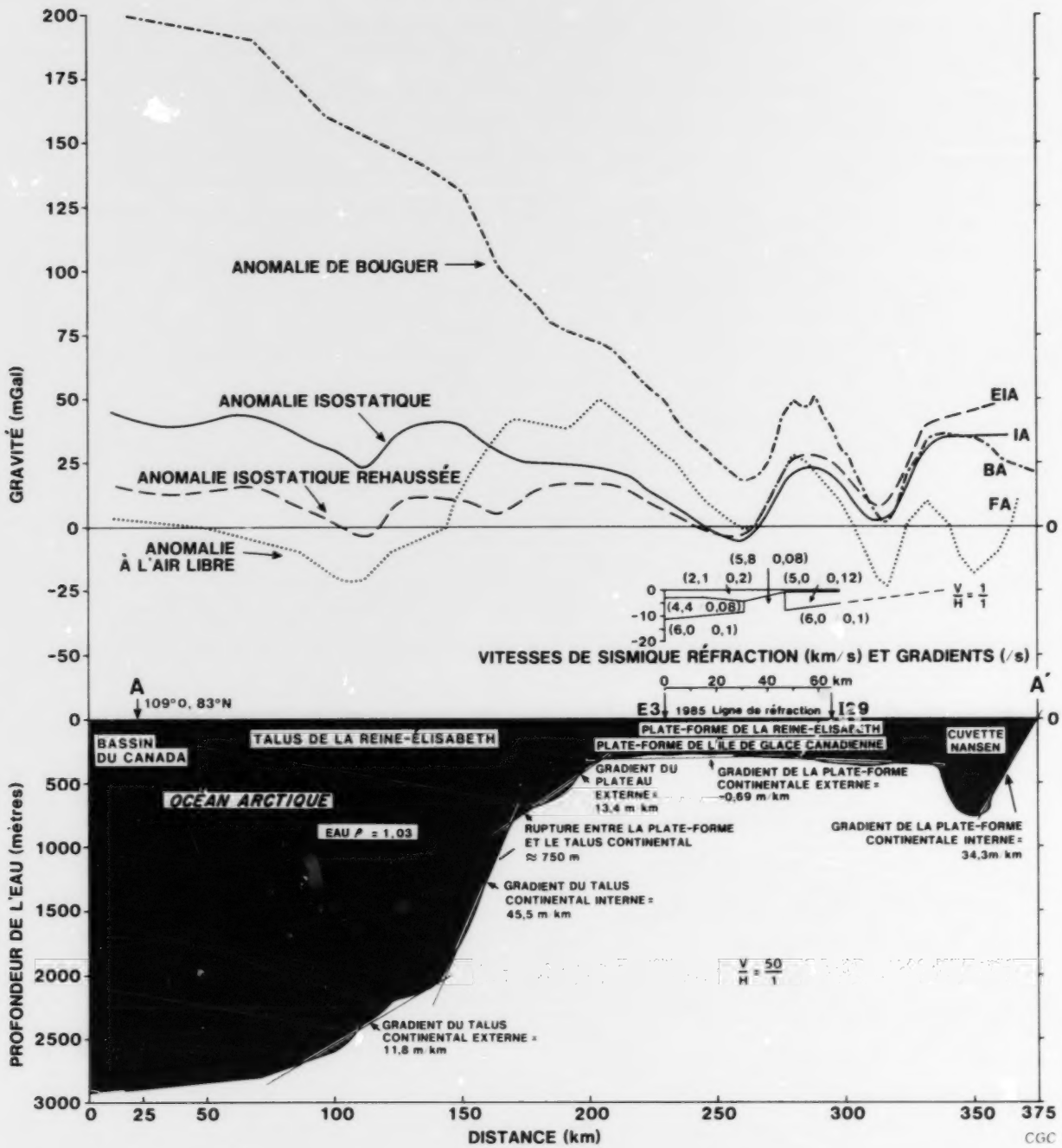

Figure 5. Profil A-A' (fig. 4) traversant la marge polaire canadienne, et montrant la bathymétrie et les anomalies à l'air libre, de Bouguer, isostatiques et isostatiques rehaussées.

Au-dessus de la région océanique, on a découvert quatre relations distinctes entre les anomalies isostatiques et la profondeur d'eau. Dans la région de la plate-forme continentale, a = −16 mGal et b = −0,082 mGal/m; cette relation inverse indique que l'anomalie isostatique augmente avec la profondeur. Cette région reflète probablement l'existence d'une zone de transition entre une région influencée par des surcharges glaciaires et délimitée par des anomalies isostatiques négatives, et une région où la croûte océanique repose sur un manteau relativement chaud qui la maintient surélevée, créant ainsi des anomalies positives. A mesure que cette région se refroidit, le manteau s'affaisse et de façon générale, les anomalies isostatiques positives se rapprochent progressivement de zéro.

Le talus continental et les bassins océaniques, où la hauteur d'eau varie environ entre 1000 m et 3300 m, sont associés à une droite de régression horizontale où a = 28 mGal et b = 0. Cette droite montre qu'il n'existe aucune corrélation entre la profondeur d'eau et les anomalies isostatiques. Les anomalies sont toutefois de 28 mGal plus élevées que prévu. Il est probable que le manteau supérieur est toujours relativement chaud et gît plus proche de la surface que s'il était plus froid. Sans doute, à mesure que le manteau se refroidit, il s'enfonce et le niveau de l'anomalie gravimétrique se réduit à zéro.

Dans les fonds océaniques dépassant 3300 m de profondeur, on a trouvé des relations positives correspondant à un océan externe (3300 à 3700 m) et des relations négatives correspondant au plus profond océan interne (>3700 m); l'océan externe présente une droite de régression avec a = 157,6 mGal et b = +0,066 mGal/m tandis que dans l'océan interne, a = −226,7 mGal et b = −0,1033 mGal/m. Ces lignes se croisent aux environs de la valeur +7 mGal dans la région centrale des plaines abyssales, ce qui pourrait indiquer que ces régions se refroidissent et s'enfoncent, abaissant du fait les valeurs gravimétriques.

ANOMALIES ISOSTATIQUES REHAUSSÉES

Les anomalies isostatiques représentent des anomalies auxquelles a été apportée une correction isostatique de premier ordre tenant compte des masses compensatrices des couches de terrain et de la bathymétrie, que cette compensation ait eu lieu ou non. Ces anomalies comprennent des effets de gravité liés à d'autres causes, comme l'âge, le bilan thermique, et les contrastes élevés de la densité intracrustale, qui peuvent en outre influer sur l'isostasie. Diverses relations linéaires entre les anomalies et l'altitude ou la profondeur de l'eau peuvent encore exister (fig. 2). Ces effets régionaux perturbent les anomalies gravimétriques locales qui font en général l'objet de discussions et peuvent être éliminées des anomalies isostatiques en ayant recours aux relations entre les anomalies isostatiques et la topogrpahie ou bathymétrie (fig. 2). Cette correction finale produit une anomalie résultante provisoirement appelée anomalie isostatique rehaussée (EIA); EIA = IA − R, où R représente la relation régionale (courbes de régression linéaires, comme le montre la figure 2). Les cartes des anomalies isostatiques rehaussées ne doivent pas contenir d'effets régionaux en rapport avec des mécanismes compensateurs répondant à des surcharges ou à des allègements topographiques et bathymétriques ou à une poussée ascendante éventuelle d'origine thermique. Les anomalies isostatiques rehaussées doivent être directement liées à des masses qui engendrent des anomalies au sein de la croûte terrestre.

La carte des anomalies isostatiques rehaussées définit dans les limites de précision (généralement <10 mGal) des observations gravimétriques et des observations sur le développement des anomalies isostatiques, les régions de masses productrices d'anomalie sans rapport avec la topographie, les bordures, les limites, les effets isostatiques et régionaux tels que décrits plus haut. L'isoligne d'anomalie zéro dans cette carte, représentée aussi à la figure 4, coïncide généralement avec les bords des masses productrices d'anomalies. Sobczak et Halpenny (sous presse) ont décrit brièvement la lithologie et la structure de trois régions (partie centre-nord des îles de la Reine-Élisabeth, baie de Baffin et nord de l'océan Atlantique). La figure 5 donne un exemple de la variation des différents types d'anomalies à travers la marge polaire canadienne.

SOMMAIRE

Les analyses des anomalies à l'air libre, de Bouguer et isostatiques montrent une corrélation évidente avec le relief. Ces relations ont été éliminées en vue de l'établissement d'un nouveau type de carte d'anomalies gravimétriques, soit la carte des anomalies isostatiques rehaussées. On compare ces divers types d'anomalies dans la figure 5, suivant un profil de la marge polaire canadienne, afin de montrer certaines insuffisances des anomalies à l'air libre, de Bouguer et isostatiques et l'intensité des anomalies isostatiques rehaussées. Le calcul de ces dernières permet la détermination d'une composante régionale (relations indiquées à la figure 2) attribuable à des effets thermiques dans les zones d'anomalies gravimétriques positives et à des effets de surcharge glaciaire dans les zones d'anomalies gravimétriques négatives, ainsi qu'une composante locale qui permet de définir facilement les parties de la croûte qui engendrent des anomalies.

La carte des anomalies isostatiques rehaussées invalide les effets dus à la topographie, aux bordures, aux limites, à l'isostasie, à la température et à la surcharge glaciaire. Par conséquent, les zones d'anomalies gravimétriques associées à une structure géologique sont définies de façon plus précise, car les composantes régionales ont été enlevées. La présente carte délimite des zones de croûte océanique et continentale, ancienne ou nouvelle, et de croûte stable ou instable. Les régions d'anomalies positives peuvent être des régions de volcanisme, d'intrusions, d'orogénèse récente, et de croûte océanique et transitionnelle. Les régions d'anomalies négatives représentent soit une croûte continentale qui n'a pas été activée au cours des 100 derniers Ma environ, soit une croûte océanique

probablement plus ancienne que 100 Ma. A mesure que la croûte océanique vieillit, les anomalies gravimétriques représentées sur la carte des anomalies isostatiques rehaussées tendent à se rapprocher de zéro, phénomène qui indique probablement que la croûte et le manteau sous-jacent se refroidissent et s'enfoncent progressivement, alors que le système dans son ensemble se maintient dans un équilibre isostatique continu.

L'utilisation des anomalies isostatiques rehaussées facilite l'étude du champ de la pesanteur le long de la marge polaire.La marge située au large des îles d'Axel Heiberg et d'Ellesmere où ont été effectués des levés linéaires de sismique réfraction détaillés à partir de l'île de glace canadienne, est un exemple de région qui bénéficiera de l'étude basée sur le recours aux anomalies isostatiques rehaussées. Dans les îles de la Reine-Élisabeth, la carte des anomalies isostatiques rehaussées délimite des régions d'anomalies positives associées au métamorphisme et au volcanisme, alors que des régions d'anomalies négatives sont liées à une sédimentation qui peut correspondre à des régions possiblement productrices d'hydrocarbures. Par exemple, une province riche en hydrocarbures, située dans la partie ouest des îles de la Reine-Élisabeth, et délimitée par Nassichuk (1987), correspond à une région d'anomalies isostatiques rehaussées de signe négatif. Il y a moyen de localiser de telles zones de gisements possibles dans d'autres régions de l'Arctique en se servant de la carte des anomalies isostatiques rehaussées.

D'après cette analyse, l'Arctique, au nord du 64e parallèle de latitude nord, se trouve peut-être en équilibre isostatique, mais il est probablement toujours soumis à l'influence thermique et glaciaire. Dans de vastes régions peut-être encore relativement chaudes, les matériaux du manteau qui subissent une poussée ascendante expliqueraient, à l'échelle régionale, les anomalies isostatiques et les anomalies isostatiques rehaussées de signe positif. En outre, des régions plus petites dans l'Arctique et des régions beaucoup plus grandes au centre du Canada pourraient être influencées par une surcharge glaciaire là où existent, à l'échelle régionale, des anomalies isostatiques négatives. Par endroits, dans la partie centrale des plaines abyssales océaniques, le refroidissement survient probablement à mesure que les anomalies gravimétriques baissent jusqu'à une valeur moyenne de + 7 mGal. Dans la région littorale, entre 300 m de fond et 300 m d'altitude (fig. 2), a eu lieu une surcompensation (les anomalies isostatiques rehaussées tombent à − 18 mGal sur la ligne de rivage) causée par l'effet résiduel de la déglaciation, c'est-à-dire que la glace a surchargé la croûte et repoussé cette dernière à l'intérieur du manteau, créant ainsi une racine crustale qui a soutenu la glace. Puis, après la fonte des glaces, probablement rapide, la racine a largement subsisté, donnant ainsi naissance à une anomalie gravimétrique négative. Il est probable que la croûte va continuer à se soulever (Farrand et Gajda, 1962) pour retrouver son équilibre isostatique.

BIBLIOGRAPHIE

Airy, G.B.
1855: On the computation of the effect of the attraction of the mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys; Royal Society of London, Philosophical Transactions, v. 145, p. 101-104.

Farrand, W.R. and Gajda, R.T.
1962: Isobases on the Wisconsin marine limit in Canada; Geophysical Bulletin No. 17, Department of Mines and Technical Surveys, Ottawa, Canada, p. 5-22.

International Association of Geodesy
1971: Geodetic Reference System 1967 Paris; The International Association of Geodesy Special Publication No. 3, 116 p.

Goodacre, A.K., Grieve, R.A.F., and Halpenny, J.F.
1987: Isostatic gravity anomaly map of Canada; Geological Survey of Canada, Canadian Geophysical Atlas, Map 4, scale 1:10 000 000.

Johnson, G.L., Monahan, D., Gronlie, G., and Sobczak, L.W.
1979: General bathymetric chart of the oceans, Arctic Ocean, Chart 5.17; Canadian Hydrographic Service, Ottawa, Canada.

Karki, P., Kivioja, L. and Heiskanen, W.A.
1961: Topographic-isostatic reduction maps for the world for the Hayford zones 18-1, Airy-Heiskanen system, T = 30 km; Publications of the Isostatic Institute of the International Association of Geodesy, No. 35, 23p.

Menzies, A.W.
1982: Crustal history and basin development of Baffin Bay *in* Nares Strait and the drift of Greenland: a conflict in plate tectonics, edited by P.R. Dawes and J. Wm. Kerr; Meddelelser om Gronland, Geoscience, v. 8, p. 295-312.

Morelli, C., Gantar, C., Honkasalo, T., McConnell, R.K., Tanner, J.G., Szabo, B., Uotila, U., and Whalen, C.T.
1974: The international gravity standardization net 1971 (IGSN 71); The International Association of Geodesy, Special Publication No. 4, 194 p.

Nassichuk, W.W.
1987: Forty years of northern non-renewable natural resource development; Arctic v. 40, p. 274-284.

Overgaard, S.
1983: Unpublished maps of the Greenland ice sheet; Electromagnetic Institute, Technical University of Copenhagen, scale 1:2 500 000.

Perry, R.K., Fleming, H.S., Weber, J.R., Kristoffersen, Y., Hall, J.K., Grantz, A., Johnson, G.L., Cherkis, N.Z., and Larsen, B.
1986: Bathymetry of the Arctic Ocean; Williams and Heintz Map Corporation, Capital Heights, MD. 20743, Map and Chart Series MC-6.

Pratt, J.H.
1855: On the attraction of the Himalaya Mountains, and of the elevated regions beyond them upon the plumb-line in India; Royal Society London, Philosophical Transactions, v. 145, p. 53-100.

Simpson, R.W., Jachens, R.C., and Blakely, R.J.
1986a: A new isostatic gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic anomalies; Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 8348-8372.

Simpson, R.W., Jachens, R.C., Saltus, R.W., and Blakely, R.J.
1986b: Isostatic gravity, topographic, and first-vertical-derivative gravity maps of the conterminous United States; United States Geological Survey, Map GP-975.

Skogseid, J. and Eldholm, O.
1987: Early Cenozoic crust at the Norwegian continental margin and the conjugate Jan Mayen Ridge; Journal of Geophysical Research, v. 92, p. 11471-11491.

Sobczak, L.W., Mayr, U., and Sweeney, J.F.
1986: Crustal section across the polar continent-ocean transition in Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23. p. 608-621.

Sobczak, L.W., Hearty, D.B., Forsberg, R., Kristoffersen, Y., Eldholm, O., and May, S.P.
In press: Gravity from 64°N to the North Pole, *in* The Arctic region, edited by A. Grantz, L. Johnson, and J.F. Sweeney; Geological Society of America, The Geology of North America, v. L.

Sobczak, L.W. and Halpenny, J.F.
In press: Gravity anomaly maps of the Arctic (Free-air, Bouguer, isostatic and enhanced isostatic); Tectonophysics, Special issue.

MAPS
NOT
FILMED

CARTES
OMISES